

Comunicación AII-3

CARACTERIZACIÓN DE DIVERSAS SITUACIONES DE LEVANTE EN EL ESTRECHO

Juan de Dios del Pino Corredera

SED de Andalucía Occidental (INM)

RESUMEN

La ecuación de continuidad y la orografía del Estrecho de Gibraltar; explican que regularmente soplen fuertes vientos de levante en la zona. Pero esto no es suficiente para justificar la enorme variación en la intensidad de estos vientos para un mismo viento medio sobre el mar de Alborán, ni que el viento en Jerez sea superior al viento en Málaga a medida que aumenta la intensidad del levante. Se pretende en este trabajo resaltar la importancia de la existencia de una inversión sobre las cordilleras que forman el Estrecho, o la existencia de una troposfera media-superior menos estable que la troposfera baja y que la estratosfera.

1. Introducción

Cuando hay levante en el área del Estrecho de Gibraltar, los análisis inesoescalares ponen de manifiesto la existencia de una deformación de las isobaras en un mapa de superficie, con una alta de presiones en el mar de Alborán y una baja en el golfo de Cádiz. Este dipolo es resaltado en la Fig. 1.a), mediante un análisis de Barnes por separación de escalas, que aísla la perturbación mesoescalar introducida por el obstáculo. En este día soplaron vientos de 74 km/h en Tarifa y 6 km/h en Jerez. En la Fig. 1.b) se expone otra perturbación dipolar, correspondiente al 31 de marzo de 1996 con vientos en Tarifa de 100 km/h. En ella puede verse cómo la intensidad de la perturbación es superior. Además, para aislar la perturbación del campo de presión ha sido necesario aplicar un filtro paso banda centrado en longitudes de onda menores que en el caso anterior. Por consiguiente la intensidad de este dipolo, de origen orográfico, es siempre proporcional al viento observado en Tarifa.

A partir de las obseivaciones sinópticas en las horas principales, durante los años 1984 a 1995, la buena correlación del viento en Tarifa frente a la diferencia de presión entre los observatorios de Jerez y Málaga ($r = 0,74$), pone de manifiesto que esta diferencia de presión es una buena media de la intensidad del dipolo. Mejor es aún la correlación entre el viento en Tarifa frente a la diferencia de presión entre Tarifa y Málaga ($r = 0,77$). Sin embargo, cuando se restringe el campo de variación de la componente este del viento en Tarifa, por ejemplo para levantes superiores a 40 km/h, esta correlación disminuye ($r = 0,63$). La razón no es la existencia de un factor adicional, sino la pérdida de representatividad de la diferencia de presión entre Jerez y

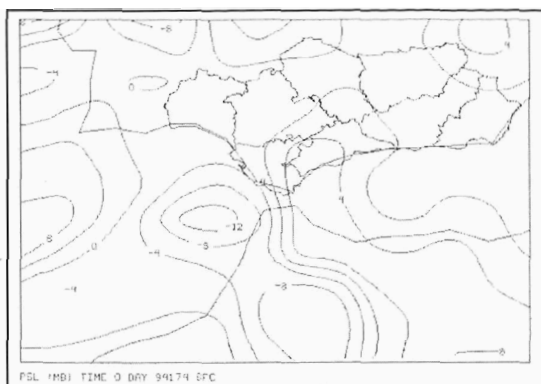


Fig. 1.a) Perturbación mesoescalar de la presión en superficie del 23 de junio de 1994 a 00 Z

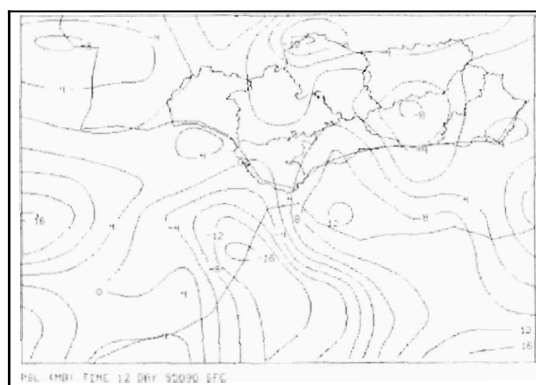


Fig. 1.b) Perturbación mesoescalar del campo de presión del día 31 de marzo de 1995 a 12 Z

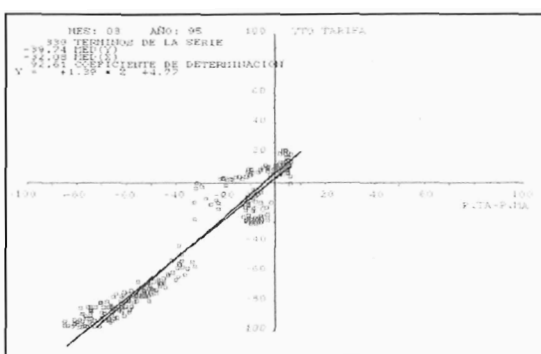


Fig. 2. Correlación entre el viento en Tarifa y la diferencia de presión (EMA) entre Tarifa y Málaga para el mes de marzo de 1995

Málaga como medida de la intensidad del dipolo. En tales ocasiones, la muestra la constituye un conjunto de situaciones con formas de dipolo muy variadas, en las que la situación de Jerez y Málaga respecto a la geometría del dipolo no es siempre la misma. Si para cada una de estas situaciones se analiza la correlación disminuyendo el periodo de toma de datos y aumentando la densidad temporal mediante el uso de las EMA, el coeficiente de correlación alcanza valores por encima de 0,90 (Fig. 2).

Casi instantáneamente, se adapta la intensidad del dipolo al valor del viento, como lo pone de manifiesto la ausencia de desfase entre la serie del viento y la diferencia de presión entre Jerez y Málaga [Figs. 3.a) y 3.b)].

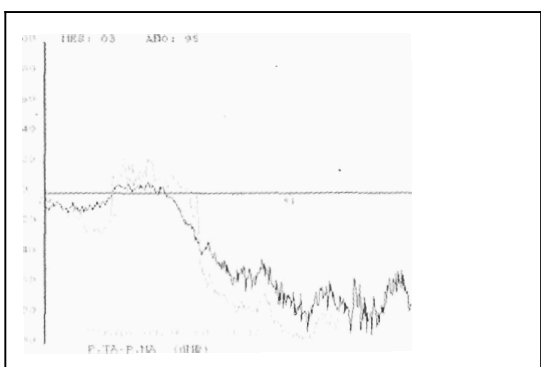


Fig. 3.a) Viento en Tarifa y diferencia de presión entre Tarifa y Málaga (EMA) del 29 al 31 de marzo de 1995

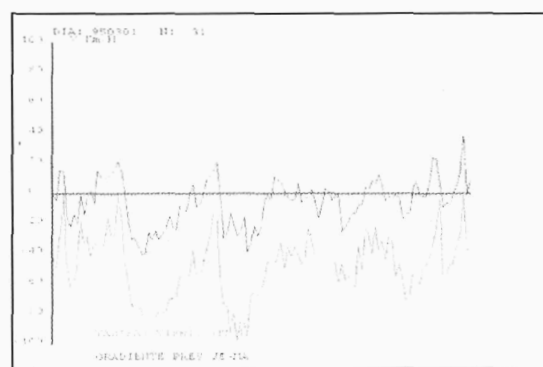


Fig. 3.b) Viento en Tarifa y diferencia de presión entre Jerez y Málaga (SYNOP) en marzo de 1995

Esto indica que, desde el punto de vista dinámico, el viento en el Estrecho viene determinado por el balance entre la fuerza de presión y la fuerza de rozamiento. Por tanto, puede abordarse el problema a partir de las causas que intensifican el viento, o indirectamente, a partir de las que inodulan el gradiente de presión.

Las ecuaciones de Bernouilli y de continuidad, junto con el viento inedio a escala sinóptica, o bien la diferencia de presión entre dos puntos suficientemente alejados de la singularidad geográfica del Estrecho, no son suficientes para determinar el campo de vientos en el área del Estrecho. No obstante, éstas son muy importantes en la dinámica del problema, como lo pone de manifiesto que el efecto Venturi es observado en casi todas las situaciones en las que sopla viento de levante. En la Fig. 4 puede verse cómo cuando comienza a soplar levante la presión en Tarifa es inferior a la de su entorno. Además, cuando hay levante, el viento medio en Jerez es aproximadamente el 28% de la intensidad del viento en Tarifa, mientras que el viento en Málaga es el 30% del viento en Tarifa, proporciones consistentes con la geometría del Estrecho y la ecuación de continuidad. Pero esta consistencia se rompe cuando aumenta el viento, por ejemplo, para levantes superiores a 60 km/h estas proporciones son 20 y 15% respectivamente. También, para un mismo viento medio en la zona, el viento en Tarifa y área del golfo de Cádiz pueden tomar valores muy diversos, por lo que existen otras magnitudes que modulan el viento en la zona. Entre éstas se ha observado que la existencia de una inversión sobre las cordilleras que forman el Estrecho intensifica el viento esperado si se tiene sólo en cuenta el viento inedio sinóptico. En general, puede decirse que, no sólo la existencia o no de la inversión, sino que las condiciones de estabilidad modulan la fuerza del viento de levante en el Estrecho.

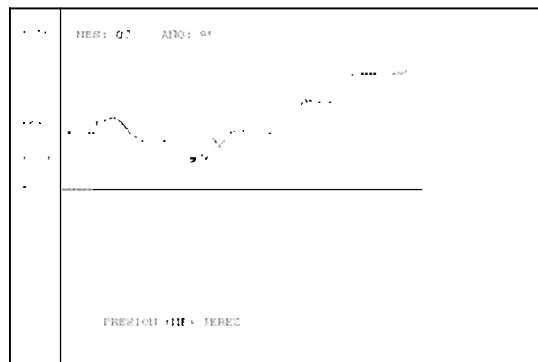


Fig. 4. Presión en Jerez, Tarifa y Málaga entre el 29 y 31 de marzo de 1995

2. Modelo conceptual

No existe un modelo matemático que incorpore la estabilidad vertical y que pueda considerarse idóneo para las particularidades del Estrecho. En su defecto proponemos dos modelos complementarios. Por un lado, Hsiao-ming Hsy y Robert C. muestran que la perturbación introducida por el Estrecho, junto a una buena estabilidad son capaces de reproducir el dipolo de presión, mediante un mecanismo similar al de las ondas gravitatorias. De otro lado, Klemp y Lilly incorporan la importancia de la inversión sobre el obstáculo como mecanismo de amplificación del viento. No obstante su modelo no está aplicado a una orografía semejante al Estrecho.

2.1. Modelo de Hsia-ming Hsy y Robert C Beardsley

Hsiao-ming Hsu y Robert C. Beardsley para justificar la existencia del dipolo orográfico sobre el Estrecho utilizan un modelo lineal de ondas de montaña. La topografía local sobre el Estrecho de Gibraltar es modelizada mediante dos montañas con forma de gaussianas con un pico de 1 000 m, que tienen unos semiejes de 60 y 140 km y formando 45 grados los semiejes mayores. Se supone que hay estratificación estable, con una frecuencia de Brunt-Vaisala constante.

Bajo diferentes combinaciones de viento medio y estratificación vertical, el campo de presión en superficie presenta una estructura dipolar. La diferencia entre el máximo y el mínimo de presión es sólo 0,8 mb con $U = -10$ m/s y $N = 0,01$ /s. Siendo U la componente este del viento y N la frecuencia de Brunt-Vaisala. La diferencia de presión es más de 1,1 mb si se duplica la frecuencia de Brunt-Väisälä, y llega a 2 mb si se duplica el viento medio. La diferencia de presión es más de 2,5 mb si tanto U como N se duplican.

Este modelo no considera el parámetro de Coriolis, que hace que el flujo sea asimétrico, aunque no afecta a la forma del dipolo. Tampoco considera la inversión en niveles bajos ni la variabilidad vertical del viento.

2.2. Modelo de Klemp y Lilly

Klemp y Lilly (1975, 1978) son de la opinión de que el mecanismo a través del cual la estabilidad influye en la intensidad de los vientos de sotavento, se debe a ondas hidrostáticas de longitudes de onda horizontal entre 50 a 100 km, que están esencialmente forzadas por un obstáculo montañoso y se propagan libremente en la vertical.

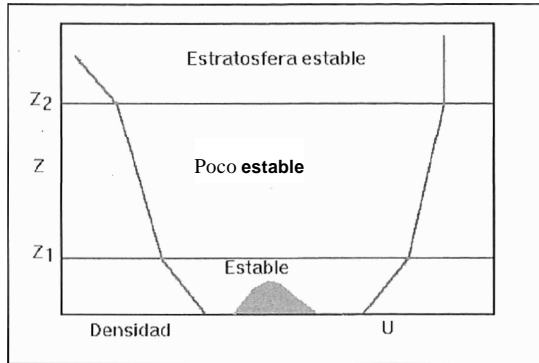


Fig. 5. Estructura vertical de la atmósfera en el modelo de Klemp y Lilly

Obtienen soluciones analíticas para modelos lineales de varios estratos, que usan para identificar las condiciones atmosféricas de flujo responsable de la generación de vientos intensos en superficie. Estos resultados son llevados a un modelo lineal numérico de onda, que fue corrido con datos reales de una situación de fuertes vientos de ladera.

El modelo analítico de la Fig. 5 comprende una atmósfera incompresible en la que hay un nivel bajo estable, con menor estabilidad en el resto de la troposfera y una estratosfera estable. El modelo es lineal y bidimensional. La perturbación en la velocidad vertical responde a la ecuación diferencial

$$\partial^2 w / \partial z^2 + l^2 w = 0 \quad [1]$$

donde $l^2 = N^2 / U^2$ en una atmósfera con cizalladura lineal, U la velocidad horizontal del flujo no perturbado y N es la frecuencia de Brunt-Väisälä. Con condiciones de contorno apropiadas, Klemp y Lilly proporcionan soluciones a la ecuación [1] para cada estrato. Utilizan esta solución en la ecuación de continuidad para obtener la perturbación máxima del viento en la superficie. Ésta tiene la forma:

$$|U(0)| = (1/kU_1) \left| U_1 \mu_1 b_1 + \frac{1}{2} N_1 Ri^{-1/2} a_1 \right| \quad [2]$$

donde U_1 es la componente horizontal del viento en la base del estrato inferior, N_1 es su estabilidad y Ri es el número de Richardson medio de ese nivel [$Ri = (N_1/\alpha_1 U_1)^2$, donde α representa el factor de cizalladura lineal del viento; véase la Fig. 5]. μ_1 , a_1 y b_1 son funciones complicadas de k , U_1 , N_1 y Ri en todos los estratos, junto con la diferencia de fase de las ondas a través de cada estrato. Debido a la complejidad de la ecuación [2], Klemp y Lilly consideran el caso de débil cizalladura. El supuesto de que el número de Richardson vale mucho más que la unidad reduce la ecuación [2] a

$$|U(0)| = N_1 H A, \quad A = [(X + Y)/(X - Y)]^{1/2} \quad [3]$$

donde H es la altura de la montaña y X y Y son ambas funciones de la estabilidad en todos los estratos y la diferencia de fases en los estratos 1 y 2. En una atmósfera de un solo estrato la velocidad en la superficie es $N_1 H$. Consecuentemente, A se considera como el factor de amplificación respecto de la velocidad que se tendría en un solo estrato con $N = N_1$. Los vientos más fuertes ocurren cuando A es máximo, lo que sucede cuando la diferencia de fase en los estratos 1 y 2 es $\pi/2$. Esto significa que la máxima amplificación de la velocidad en la superficie en un sistema de tres estratos sucede cuando los dos estratos inferiores cada uno, tienen espesores iguales a un cuarto de la longitud de onda en el respectivo estrato. Como la longitud de onda vertical es más corta en el estrato más estable, este óptimo es consistente con la presencia de un estrato relativamente delgado, bajo una inversión y otro menos estable arriba en la troposfera.

Con la inserción de valores realistas, tales como

$$\begin{array}{ll} N_1 = 1,6 \times 10^{-2} \text{ s}^{-1} & U_1 = 15 \text{ m s}^{-1} \\ N_2 = 0,9 \times 10^{-2} \text{ s}^{-1} & U_2 = 25 \text{ m s}^{-1} \\ N_3 = 2,0 \times 10^{-2} \text{ s}^{-1} & U_3 = 45 \text{ m s}^{-1} \end{array}$$

los valores calculados para el espesor de los estratos con respuesta óptima son 1 920 m para el estrato estable, 5 940 para la troposfera superior. El factor de amplificación calculado es $A = 4,0$ y el máximo de velocidad previsto para una montaña sinusoidal de 500 m (1 000 m entre valle y cresta) fue 32 m s^{-1} , consistente con las observaciones.

Es difícil hablar con precisión sobre los mecanismos de amplificación. Se piensa que la amplificación puede interpretarse en términos de reflexiones parciales de onda, que ocurren en un medio con múltiples estratos que tienen diferentes características de propagación. Cuando el nivel bajo estable y la región de arriba menos estable tienen espesores óptimos, la reflexión parcial de la onda en movimiento refuerza la onda en la parte de abajo de la atmósfera y puede producir ondas de amplitud varias veces la altura de la montaña.

El viento en superficie es sensible a la altura de la inversión. La Fig. 6 muestra que la máxima perturbación en la velocidad en superficie es 40 in s^{-1} , y ocurre con una inversión a 1,57 km. La velocidad del viento cae rápidamente cuando el espesor estable se desvía de su óptimo valor. En suma, las teorías analíticas de Klemp y Lilly indican que las ondas largas pueden ser muy intensas si hay una inversión cerca de la cima de la montaña y si los perfiles de estabilidad y viento son tales que las ondas están aproximadamente en fase inversa entre la superficie y la tropopausa.

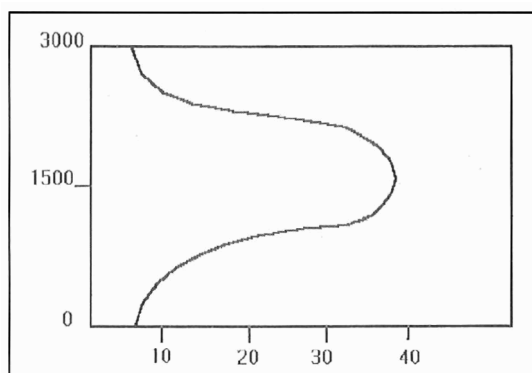


Fig. 6. El viento en superficie es sensible a la altura de la inversión de temperaturas

3. Diversas situaciones de levante en el Estrecho

Entre los años 90 y 95 se han analizado más de 100 casos con viento, y en todos ellos se ha encontrado una estructura vertical de estabilidad similar a la descrita en el modelo de Klemp y Lilly. En estos años se han encontrado 6 casos con levante fuerte en Jerez y muy fuerte en Tarifa, de los que se ha seleccionado la situación del 31 de marzo de 1995 a las 12 Z para su análisis. En el análisis se han estudiado simultáneamente los datos de superficie de los observatorios de Jerez, Tarifa y Málaga y los sondeos de Gibraltar. La Fig. 7 es un ejemplo del análisis realizado para el 31 de marzo. En superficie el viento es de 46 km/h en Jerez, 100 km/h en Tarifa y 30 km/h en Málaga, y la diferencia de presión entre Jerez y Málaga es de 6,7 mb. Además, en la parte superior derecha de la Fig. 7, se presenta el perfil de presión en superficie entre los tres observatorios, destacando el efecto Venturi en Tarifa. Este perfil indica cómo entre Málaga y Tarifa el viento es acelerado desde 30 a 100 km/h y luego es frenado por un gradiente de presión contrario hasta 46 km/h en Málaga. Si sólo interviniese la ecuación de continuidad y el estrangulamiento en el flujo debido a la orografía, el viento debería ser mayor en Málaga que en Jerez. Por esto cabe pensar en un mecanismo de amplificación, similar al expuesto en los modelos de los apartados anteriores, a partir de las condiciones de estabilidad.

En la Fig. 7 se ha dibujado un rectángulo entre las isotermas de -40 y -20 grados en los estratos en los que hay inversión. Puede verse cómo hay varios estratos con inversión de temperatura algo por encima de los 1 000 m, que es la altura que puede asignarse a la orografía del Estrecho. Otro modo de abordar la influencia de la estabilidad es a partir de la frecuencia de Brunt-Vaisala. Con este propósito se ha dividido la atmósfera en tres estratos, separados por las isohipsas de 3 000 y 7 000 mgp. La frecuencia de estos estratos es $1,02 \times 10^{-2} \text{ s}^{-1}$, $0,96 \times 10^{-2} \text{ s}^{-1}$ y $1,76 \times 10^{-2} \text{ s}^{-1}$ para la troposfera baja, superior y la estratosfera respectivamente. Esta distribución de la estabilidad con la altura es, según las ideas de Klemp y Lilly, la adecuada para que se produzcan fuertes vientos en superficie.

El viento medio en la zona y su variación vertical, a partir del sondeo de Gibraltar no es muy buena, sobre todo en los niveles bajos, pues está muy afectada por la propia perturbación. En la Fig. 8, a partir de los análisis de viento del modelo de análisis del INM, puede verse que es del este y que aumenta con la altura, con vientos muy fuertes en 300 mb. En superficie, sobre el mar de Alborán sopla un viento medio entre 10 y 55. La situación sinóptica es la adecuada para que soplen fuertes vientos en la zona, con baja centrada al sur de Irlanda y altas presiones sobre África.

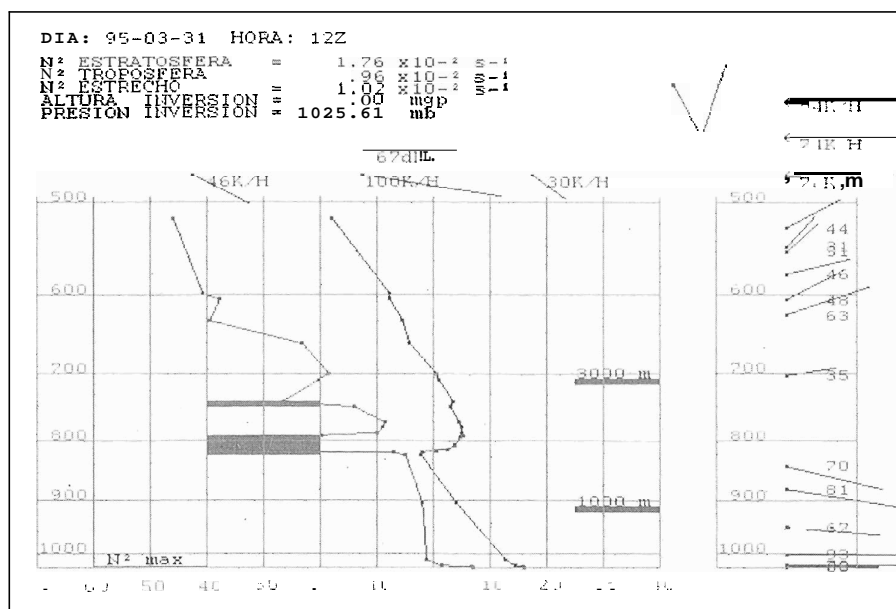


Fig. 7. Datos en altura del sondeo de Gibraltar y en superficie de los observatorios de Jerez, Tarifa y Málaga del 31 de marzo de 1995 a las 12 Z

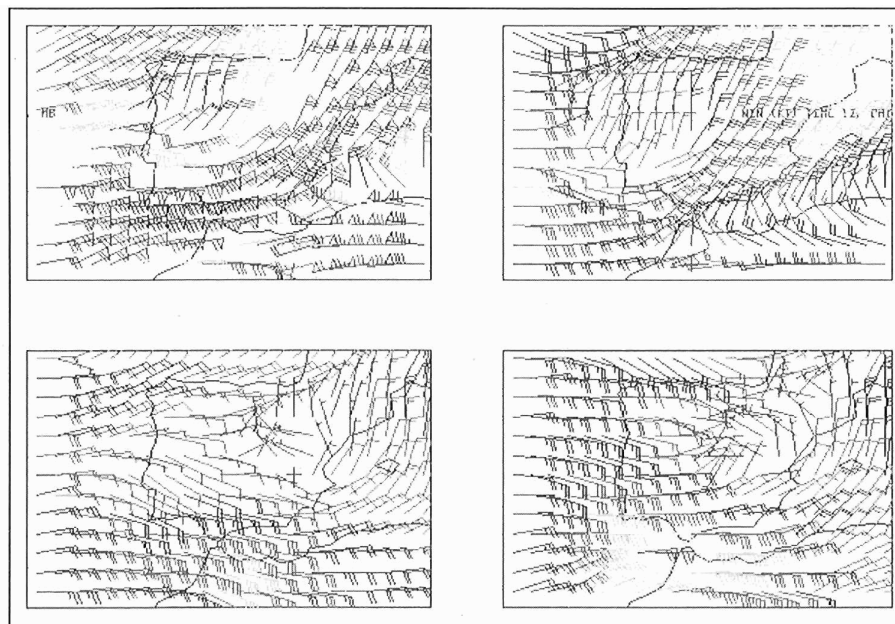


Fig. 8. Análisis del viento del día 31 de marzo de 1995 a las 12 Z

La Fig. 9 presenta otra situación con vientos muy fuertes de 74 km/h localizados en Tarifa, pero en Jerez y Málaga el viento no supera los 10 km/h. No obstante, del análisis de viento del modelo del INM que aparece en la Fig. 10, puede verse cómo sobre 1 000 mb el viento medio sobre el mar de Alborán es aproximadamente 40 km/h, aumentando con la altura, para luego girar a poniente en 500 y 300 mb. Este viento de levante que sopla en la troposfera baja es suficiente junto con los mecanismos de amplificación debidos a la distribución vertical de la estabilidad para inducir vientos muy fuertes sobre el área de Tarifa. En cuanto a la estabilidad, puede observarse cómo según la frecuencia de Brunt-Vaisala, nuevamente tenemos una troposfera media-superior menos estable que la troposfera baja y la estratosfera. Puede también observarse la presencia de varias inversiones, además entre las isotermas de -40 y -60 grados se ha dibujado un rectángulo para señalar el estrato que con un espesor considerable, tiene la máxima frecuencia de Brunt-Väisälä, esto es, la inversión es muy fuerte.

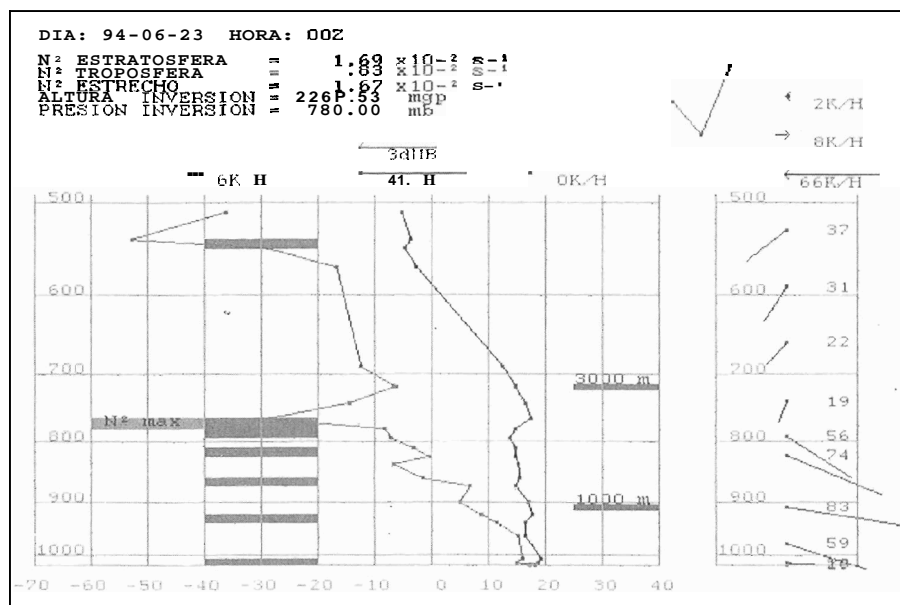


Fig. 9. Datos en altura del sondeo de Gibraltar y en superficie de los observatorios de Jerez, Tarifa y Málaga del 23 de junio de 1994 a las 00 Z

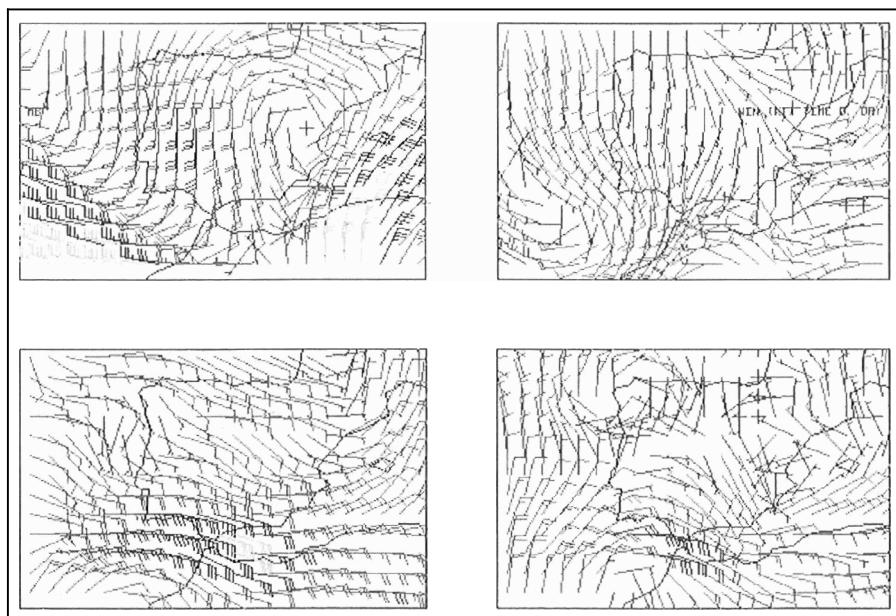


Fig. 10. Análisis del viento del día 23 de junio de 1994 a las 0 Z

4. Conclusiones

El viento en Tarifa viene determinado por la intensidad del dipolo de presión, sin embargo, este dipolo no siempre está suficientemente determinado por la diferencia de presión entre los observatorios de Jerez y Málaga.

Los numerosos casos estudiados ponen de manifiesto la importancia de la distribución vertical de la estabilidad como mecanismo de amplificación del viento en el área del Estrecho de Gibraltar. Principalmen-

te la presencia de una inversión sobre las cordilleras que lo delimitan, o de otro inodo, cuando la troposfera baja y la estratosfera son más estables que la troposfera media y superior.

A partir de estas ideas es importante abordar la diferenciación entre las situaciones de levante fuerte localizado en el área del Estrecho y las situaciones en las que el viento fuerte alcanza las costas del golfo de Cádiz. Para esto es necesario disponer de un modelo lineal con varios estratos, y que incluya la orografía del Estrecho.

Desde el punto de vista empírico es interesante buscar relaciones entre el viento medio en la zona y la estabilidad con el viento en Tarifa y en Jerez. Este punto ha sido abordado, pero no se ha llegado a resultados aún concluyentes, por la dificultad de encontrar un viento medio representativo.

Referencias

Panofsky, H. A. Introduction to Dynamic Meteorology.

Queney, P. Theory of perturbations in stratified currents with application to air flow over mountain barriers.

Scorer, R. S. Environmental Aerodynamics.